

岩石礦物礦床學會誌

第三十四卷 第三號

昭和二十五年七月二十日

研究報文

佐賀縣農木村概述の燒灰石に就て

林田 志賀雄, 郷原 篤造

山形縣赤山礦山產斑銅礦中の黃銅礦格子に關する熱的研究 (II)

苅木 淳彦, 江 德載

長野縣濱横川満俺溝山產黃鐵礦及び鐵満俺溝 北原 順一

滿州產低變或度矽狀鐵礦の礦物成分 淺野 五郎

會報

連合講演會註事(續)

抄錄

過濾基性火成岩のラヂウム含量, ベグマタイト中のウラニウム, 第三系油砂中の二次礦物, 外數件

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

前號所載連合講演會題目中未載の部分次の通り

北海道天鹽國安平志内油田の石油母層（増井淳一）東北地方第三系地質（其の6）油田下部層の堆積學的問題（加藤碧雄）東北地方第三系地質（其の7）岩手縣背梁山脈東縁に發達する第三紀層の層位學的問題（北村信・早川典久・谷正巳）北海道石狩炭田の地質構造（坂倉勝彦）石狩炭田南部の川端統基底（松井愈）空知炭田北西部の地質その1—新歌志内地方（須貝賀二・細野實・久保恭輔）空知炭田北西部の地質その2—シヤクシナイ澤地區（細野實・須貝賀二・久保恭輔）台鳳階の一火成活動（上井武）最上炭田地史についての2,3の考察（徳永重元）龍尾頁岩の檢鏡結果2,3（岩井淳一）新潟縣西部小龍炭田の地質（篠井克彦）炭層と斷層の關係について—熊野炭田における2,3の例（嘉義良次郎・棚井政雄）唐津炭田北部の青石層（木原政夫）堆積岩の粒度表示（奈須紀幸）本邦產各地質時代の水成炭の密度及び Porosity に関する研究（阿部悦夫）堆積物の機械分析の一例（市原實・中川夷三）大阪層群の基準層に見られる固有磁性の特異性（岩石磁性の地質學への應用，1）（川井直人）中國地方閃綠岩の磁氣的研究（岩石磁性の地質學への應用，2）（竹中准之介・川井直人）磁氣探査に於けるボテンシャル法（熊谷直一・川井直人）紀州篤山の地質と最近の電探結果（阿部顯・梅田甲子郎・佐伯弘）

抄 錄

過鹽基性火成岩のラヂウム含有量 Davis, G. L. 及び Hess, H. H.

過鹽基性火成岩類についてラヂウム含有量を測定した結果 (1) Basaltic Magma Suite に屬する古銅輝岩その他について 0.010 ($\times 10^{-12}$ g./g.), (2) Secondary peridotite Suite に屬するズン岩について 0.009 及び (3) Primary peridotite Suite に屬するズン岩について 0.0046, 蛇紋化したズン岩について 0.005 及び蛇紋岩について 0.016 の平均含有量を示し総平均値 0.01 で、各種火成岩の中鹽基性のもの程その含有量從つて又ウラン含有量も亦減少する傾向が認められた。更にその成分礦物を分離して夫々の Ra 含量を測した結果から比等の火成岩の Ra 含量の大部分は後期の礦物である董泥石、滑石及び透角閃石等、特に董泥石としての微量元素に歸すべきものとし、且つ部分融溶、晶出過程及び熱水變成に應する Ra 含量の移動及び増減について論じている (Am. J. Sci., 247, 12, 1950) [加藤碧]

ペグマタイト中のウラニウム Page. L. R.

ウラニウム礦物	ペグマタイト中の副成分礦物	形 狀	色	化學式(標準)	UO ₂ %	ThO ₂ %
Uraninite	等軸, 塊状	黑褐等	UC ₂		63~93	<14
Thorianite	等軸	黑	ThO ₂		<38	<93
Euxenite-polycrase	柱状	黑, 綠	(Y,Ce)(Ta,Cb,Ti) ₂ O ₆		<14	<5
Eschynite-priorite	柱状, 板状	黑, 褐黑	(Ce, Th, Y, Er) (Ti, Cb) ₂ O ₆		<6	<18
Samarskite	方柱, 板状	同	(Y, Er, U)(Cb, Ta) ₂ O ₆		<17	<4
Betafite	八面体	綠, 褐黑	(U, Ca)(Cb, Ca) ₃ O ₉ nH ₂ O		<27	<2
Ampangabite	短方柱	褐	U ₂ (Cb, Ta, Ti) ₇ O ₁₈		<20	>2
Pyrochlore-microlite	八面体	褐綠等	(U, Zr, Th, Ce) ₂ (Cb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (O, OFF)		<19	<5
Fergusonite	柱状	褐, 黑	(U, Y, Er)(Cb, Ta)O ₄		<8,	<5
Gummite	塊状	黃, 橙, 黑	UO ₈ nH ₂ O		42~78	<25
Autunite	薄葉	黃	Ca(UO ₂) ₂ P ₂ O ₈ H ₂ O		62.7	...
Torbernite	薄板	綠	Cu(UO ₂) ₂ P ₂ O ₈ 12H ₂ O		<62	
Uranophane	針状	黃	Ca(UO ₈) ₂ Si ₂ O ₅ ·6H ₂ O		<76	

それらの含量は比較的少なく、長石及び雲母の副産物たるに過ぎず、(表紙Ⅲに續く)

岩石礦物礦床學會誌

第三十四卷 第三號

(昭和二十五年七月二十日)

研究報文

佐賀縣嚴木村概木の磷灰石に就て

Apatite from Momiki, Kiuragi, Saga-Pref.

林 田 志賀雄 (Sigao Hayasida)

郷 原 範 造 (Hanzo Gohara)

緒 言

佐賀縣嚴木附近の蛇紋岩調査中、筆者の一人が、偶々同岩中に 1m 大の白色礦物板状結晶の一片を採取、面角測定により之を磷灰石と推定したが、更に之より磷成分検出の結果同礦物なる事を確認するに至つた。其後に於て筆者等は再度同地に赴き、同一個所より比較的結晶形の整へる同一資料 30 餘個を得ると共に、附近の地質を調査するの機会を得た。

元来磷灰石は火成岩の副成分として普遍的に見られるものであるが、然しその大部分は顯微鏡的の微晶であり、今此處に見る如き比較的大なるものゝ產出は筆者等寡聞にして、その多くを知らない。而して本磷灰石の產出する個所には之と近接してペグマタイトの露出するあり、之等の間に該磷灰石の成因的関係を求める、調査区域の狹小なりし憾はあるが、上記調査によつて得たその概略を此處に報告する。

位 置

本磷灰石の產出する個所は唐津線嚴木駅の北西 200m 餘、嚴木部落の中

央人家裏の崖面上に露出する蛇紋岩中で、且て木下教授の発表された¹⁾クローム鐵鑛、水爆石の產地とはその地域を一にするも、後者は本地点より更に北方 1km 余の高地にあつて距離的に若干の距りがある。

地 質

附近の地質²⁾は角閃橄欖岩と蛇紋岩とよりなるが、然しその大部分は蛇紋岩であり、尙之等にはペグマタイト及花崗岩式ペダマタイトが貫入し、前者は燐灰石產出個所に近接して、岩株状をなして露出、後者は之より北方 100m 余の高地に幅約 10cm 余の脈となつて露はれてゐる。

地質

岩石の肉眼及鏡下觀察

蛇紋岩 塊狀蛇紋岩 此地一帶を構成するものは主に本岩で、外觀綠黒乃至綠色、粗粒乃至緻密の塊狀をなし、その風化著しいものは灰色、粗鬆となり、表面には磁鐵鑛の黑色小粒子を散点してゐる。

鏡下ではその新鮮なるものは、何れも殆んど蛇紋石粒子よりなるか、只石理の相異即粗～緻の別により、前者は葉片狀、後者は針狀乃至纖維狀結晶を主とする点が異つてゐる。而して之等結晶の中、針狀のものは互に交錯し、纖維狀のものにあつては互に平行或は束狀をなし、而も束狀をなすものではその中心部に纖維と平行して磁鐵鑛の微粒子が線狀に配列してゐる。そして纖維狀のものは針狀のものより干渉色は多少高くて明るい。又葉片狀粒子にあつては、之が配列は放射狀、平行狀、或は交錯して網目構造を示すが、之が干渉色は纖維狀のものより更に一般と高く第一次の黃白色を示す。以上何れの蛇紋石もその屈折率には大差はない。

副成分としては滑石及磁鐵鑛を見るが、前者は粗粒の蛇紋岩に限つて見られ、一見葉片狀の蛇紋石粒子と相似るが、之は複屈折の高い事で區別される。然し一般にその量は極めて少い。磁鐵鑛は大小の粒子をなして均一的に或は局部的に或は微粒の相連りて線狀をなす事あるが、之³⁾は蛇紋石

1) 木下龜城、地質學雜誌、43卷(昭和 11)

2) 赤木 健、小城圖幅説明書

中に存するも滑石中には決して見られない。

蛇紋岩中には方解石を見るのが普通であるが、此處では之を見当らない。然し霰石が放射状構造をなして、一部蛇紋岩の裂隙中に散布するのを見る事が出来る。霰石は方解石と異り鏡下に於て菱面体劈開を示さない。

鱗片状蛇紋岩 前述の塊状蛇紋岩中には緑色乃至淡灰色、鱗片状礦物の集合体で一見綠泥石様の脈が 20° 内外の緩傾斜をなして平行に、時には縦横に走つてゐる。そして之等の幅は大体 $10cm \sim 20cm$ 程度で、地表近くに発達著しく、母岩たる塊状蛇紋岩との境界は明らかな所もあるが又漸移してゐる所もある。

本礦物は劈開極めて完全で(第一図)、その劈開片は眞珠光澤を呈し、一見白雲母或は滑石の様で極めて柔軟、疎懶容易に崩解する。鏡下では藍色で干涉色極めて低く、之等の光学的性質及化学成分から、木下教授は之を板溫石としてゐる¹⁾。

扱て此地憐灰石の産出する個所は現在の所、本脈中の一部、而も脈に沿ふ僅か $3m$ 余の間の局所に限られ、結晶は該脈中に遊離埋没してゐるが、筆者等がその多くを採取せるは脈中よりも寧ろ夫が崩落して堆積した直下の土壤中である。

角閃岩 本岩はその産出局部的なるも、前記憐灰石を産する鱗片状蛇紋石脈即板溫石脈中に之と平行の複成脈をなす。その幅は $10cm$ 時に $20cm$ 余にも肥大する事あり、母岩との境界は明瞭なる事あるも然らざる場合もあり、後者の場合では円礫状をなして介在してゐる。

第一圖



A. Antigorite

1) 木下龜城、前出

外觀淡紅色粒子と綠色粒子の他形等粒構造を示し、一見閃綠岩に似るが、本岩に限つて、その中に副成分として輝灰石粒を認める。鏡下では、淡紅粒子は他形で不規則裂開著しく、更に之を十字ニコルで窺へば、該粒子は更に微粒の葉片狀粒子の集合よりなり、之等より直接夫等の光学的性質は得られない、然し特にその粒子の大なるものでは板狀粒子の放射狀構造をなし、各粒子に見られる劈開、特に底面に現れる 120° の交錯劈開線或は直消光、光学的正、バーの形狀より見て $2V$ は 90° に近く、 $\alpha = 1.6145$ $\gamma = 1.6316$ (郷原)¹⁾ の屈折率の諸点から之は斜方角閃石に属する(第二圖)。而して該粒子は点々部分的に蛇紋石化して斑狀を呈し、而も夫等斑紋が相互に同一成分脈で相連する事から見て、之は明らかに二次的に蛇紋石で交代された事を示すものである。かくて生じた蛇紋石は何れも葉片狀をなし、而も波狀消光を示す点から板溫石と見られる。一般に蛇紋石化には多少の磁鐵礦を伴ふのを普通とするが、此處では殆んど之を認め得ない。恐らく該角閃石の鐵分の乏しきためと想像される。

第二圖



A Anthophyllite
S Serpentine

次に綠色粒子は纖維狀結晶の平行或は夫等が交錯する不規則集合体よりなり、或は他形柱狀をなし、 110° 劈開の發達著しく、多色性は弱く、最大消光角は 20° 等の点から之は陽起石に属する。而して本粒子は斜方角閃石に較べて只僅かに粒子周邊部が劈開に沿ひ蛇紋石化が見られる。

かくて本岩は陽起石斜方角閃岩と稱す可きである。

副成分たる輝灰石は、その大きさ 0.2mm 程度の小粒なれ共、極めて鮮

1) 本文中の屈折率は凡て郷原の測定による。

かなる六角断面となつて斜方角閃石粒子中に包裹されてゐるが、然しその量は僅少である。然し假令微粒少量とするも、かゝる粒子を磷灰石資料採取個所に接する本岩中に之を認むるは、此地磷灰石の成因を考察するに意義深い事である。

ペグマタイト 本岩は磷灰石產出個所に近く、その周邊は蛇紋岩と接し、高さ 4m 幅約 7m 余の小岩株として露出してゐる。

乳白色の長石と多少黝色透明の石英よりなり兩者は文象構造を示し、岩体の周邊部は電氣石の巨晶が集中、多少の母岩の破片を捕獲してゐる。電氣石は黑色種で長さ 30cm にも達する細柱状のものが束状或は見事なる放射状をなしてゐる。

鏡下では長石は他形乃至半自形を呈し、陶土化して著しく汚濁、その何れにも累帶構造は見られないが、極めて微細なるアルバイト双晶を示す事がある。従つて一見正長石或は微斜長石と思はれるも、その屈折率を浸液法で測定した結果は $\alpha = 1.534$ $\gamma = 1.543$ で大体灰曹長石に相当し、花崗岩質ペグマタイトとはその様子を異にする。柴田秀賢氏¹⁾による福島縣石川郡三春附近のペグマタイトと似てゐる。

石質は新鮮で、長石中に文象状に散布するものは極めて不規則形で出入にとみ、その一群は同一光学的方位を示すも、他方同一方位にある長石粒子を散点する石英にあつては、夫々方位を異にする他形等粒の集合体をなす。白雲母は粒子も小さく且その量も僅少である。電氣石は O……淡紫色 E……灰白色の多色性著しく、部分的に多少色を異にしてゐる。そして電氣石中に交代残存する長石とは結晶学的方位を異にする。

ペグマタイトと蛇紋岩との接觸帶 ペグマタイトが蛇紋岩と相接する部分は、巾 20cm 余の滑石帶で前者が包圍されてゐる。そして此帶には部分的に雲母を伴ふ事もある。滑石は淡黃綠色の緻密、塊状をなすが、多片

1) 柴田秀賢、地質學雑誌、第 55 卷

狀に割れ易い。鏡下では滑品質を示し、微粒の磁鐵礦粒子を小量局部的に散布する。雲母は黃褐色で鐵雲母より多少色淡く、4~5mm位の大きさで滑石中の一部に集中してゐる。鏡下ではX…無色、Y=Z…黃褐色、干涉色高く金雲母と思はれる。以上の如く、その接觸部に接觸礦物を伴ふ点及之より西方約200mの河岸でペグマタイトが蛇紋岩中に岩脈をなす事実より本ペグマタイトの貫入は蛇紋岩噴出後である事は明らかである。

鱗灰石の產狀及性質

產狀 肉眼的の鱗灰石結晶を產出する個所は現在の所板溫石脈中の一部而もその局所に限つて、脈中個々に單獨結晶として遊離埋沒する事は前述の通りであるが、稀に塊狀蛇紋岩の破片を附着して產する事もある。

結晶 採取した儘の鱗灰石結晶はその表面に板溫石の鱗片が附着して眞珠光澤に輝くが、之をよく水洗して除去すれば、淡綠乃至肉紅色の光澤となる。然しその破面は樹脂光澤、内部は飴色、半透明である。

結晶の大きさは平均、長軸の方向に
6~8mm 短軸の方向には4mm位であるが、稀に前者は15mm以上にも及ぶものがある。之等結晶はその多くがcとmの面よりなる短柱状をなすが、時にはa, s面等も見られ、一般に結晶が大なるにつれ板状となつてゐる。

鏡下觀察 鏡下では光学的異常は認めない。c軸に平行なる薄片では板溫石が底面の劈開に沿ひ、或は之と若干の傾きをなして平行細脈状に横切つてゐる。之によれば本鱗灰石の晶出は、板溫石の成生に先んじた事は明かである。浸液法で測定した本鱗灰石の屈折率は

三 圖



A. Apatite
S. Serpentine

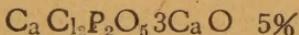
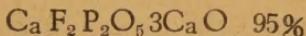
$$\omega = 1.6349$$

$$\epsilon = 1.6315$$

で、本邦産の他のものと比較すれば

	ω	ϵ	$\omega \sim \epsilon$
足尾産 ¹⁾	1.6333	1.6314	0.0019
玄倉産 ²⁾	1.658	1.653	0.005

で、足尾産に近い。而して此地磷灰石の上記屈折率より、R. Nacken の研究による磷灰石の成分と屈折率 ω との関係図表を用ひてその成分の大体を求むれば次の通りである。



磷灰石の成因的考察

上述せる如く、此地磷灰石の產出個所は板溫石脈中の局部に限られ、該脈の母岩たる塊狀蛇紋岩中は勿論、之に貫入せるペグマタイト自体、或は兩者の接觸帶に於ても磷灰石の片鱗をも発見し得ない。之は此地磷灰石が母岩たる蛇紋岩の初生礦物として、或はペグマタイト進入後の氣成產物として成生せざる事を示すものである。之に対し比較的細粒、且少量とは雖も塊狀蛇紋岩中に板溫石脈と共に複成脈をなす陽起石一角閃岩中に磷灰石のよく結晶形を示して存するのは此地磷灰石の成因が之等角閃岩と密接なる関係あるを示すものである。

かくして此地蛇紋岩噴出後に貫入せる角閃岩漿がその固結初期に於て磷灰石を晶出、その後該角閃岩の板溫石化後に於て磷灰石の尙よく残存せしものと思はれる。

1) 神津、上田、岩礦、7卷

2) 原田準平、地質學誌、39卷。

3) Zlb, S. 552, 1912.

山形縣赤山礦山產斑銅礦中の黃銅礦格子に關する熱的研究 (II)

Thermal studies on the lattice intergrowth of chalcopyrite in bornite from Akayama Mine, Yamagata Pref. (II)

菅木 淳彦 (Asahiko Sugaki)
山江 徳載 (Noritoshi Yamae)

斑銅礦—黃銅礦固溶體の分裂

前記の加熱実験に依つて生成された斑銅礦—黃銅礦固溶体をその溫度より低溫に保てば、固溶体は不安定な状態となり、過剰の黃銅礦を離溶する筈である。筆者等はその時現われる黃銅礦の構造とその生成の條件とを特に攻究する目的で本実験を進めた。先づ出来る丈容易に固溶体の試料を得、且つその固溶体の状態を同一にするため、本実験では總て 470°C 1hr. 加熱で黃銅礦格子を完全に消滅した試料を用うることにした。固溶体を分裂させる方法としては固溶体生成の溫度附近より室温近くの低溫まで長時間かけて徐冷する場合と、或る特定の低溫に長時間保つて固溶体を分裂する場合との二方法が考えられるが、筆者等は脚註¹⁾の理由により、主として後者の方法を採用することに決し、 470°C 1 hr. で生成した固溶体をそれより低溫の $100^{\circ}\text{C} \sim 450^{\circ}\text{C}$ 間の種々なる溫度に長時間、普通 6 ~ 24 hrs. 保ち、(1) 果して黃銅礦の離溶現象が起るか、(2) 若し離溶するとなれば、どの様な構造を呈するかを顯微鏡的に考察した。以下実験の結果を要約記載する。

黃銅礦の再現と溫度及時間との關係 固溶体を 100° , 150° , 200° , 250° ,

岩石礦物礦床學會誌 第34卷 第3号 昭和25年7月

1) 前者の方針は次の様な短所を有する。即ち(1) 高温より温低までの一定溫度間を同一速度で徐冷することは技術的に難しい。(2) 同一條件の実験を繰返し行なふ場合温度、時間の關係が必ずしも同一にならず、実験結果の比較に不便を感じる。これに反し後者の方法は技術的に左程困難でなく、特に固溶体の分裂によつて生ずる構造と溫度との關係を考究する場合にはこの方針がより有効の様である。

300°, 350°, 400°, 450°C の各温度で 3, 5, 6, 9, 12, 24 hrs. 稀に 48, 72 hrs 保溫した結果、黃銅鑛の再現に適する大体の温度及時間の範囲が存在することが判つた。現在迄判明した実験の結果を列記すれば

(1) 黃銅鑛が比較的多量現われる場合		(2) 黃銅鑛が少量現われる場合	
150°C 12 hrs.,	** 200°C 48 hrs.	* 150°C 6 hrs.	350°C 12 hrs.
" 24 "	** " 72 "	250° 6 "	400°C 6 "
200°C 6 "	** 250°C 12 "	300° 6 "	" 24 "
" 9 "	* " 24 "	** " 12 "	" 24 "
" 12 "	300° → 200° 30 "	350° 6 "	"
" 24 "	"	"	"
** 特に著しく現われる場合がある。		** 特に著しく現われ、寧ろ 1 に該當する場合がある。	
* 少量しか現われない場合がある。		* 極く僅かしか現われて來ない場合。	
(3) 全々現われない場合			
* 100°C 6 hrs.	200°C 3 hrs.	450°C 12 hrs.	
* " 12 "	* " 5 "	" 24 "	
* " 24 "	450°C 6 "	470°C → 200°C } 12 "	

* 時に現出し、(1) 或は (2) に該當する場合がある。

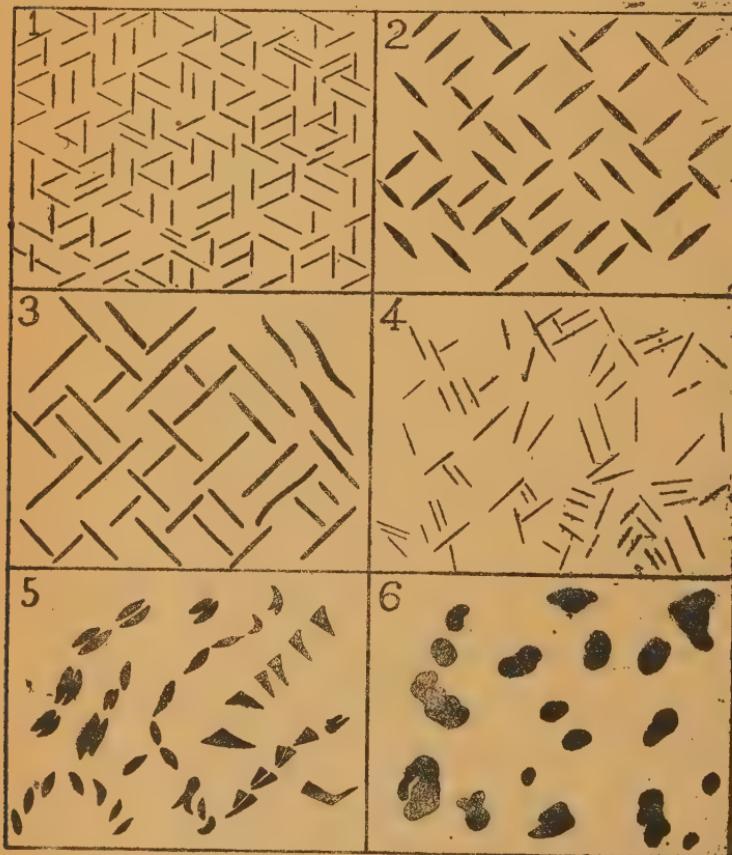
で、同一の條件で行つた実験でも再現黃銅鑛の分量に差異を生ずることがあるため、一概には論ぜられないが、上記の結果から大略次の様な傾向が認められる。即ち

- 1) 固溶体の分裂によつて生じる黃銅鑛は 150 ~ 250°C 附近特に 200°C 前後で最も著しく現われる。
- 2) 200°C より高溫或は低溫に行くに従ひ、黃銅鑛の離溶現象は次第に衰化し、100°C 以下または 450°C 以上では殆んど現われて来ない。
- 3) 保溫時間は黃銅鑛の再現が比較的著しい 150°C ~ 250°C 附近でも 6 hrs. 以上を要し、それより短時間では固溶体の離溶現象はみられない。
- 4) 150° ~ 250°C 附近で、再現黃銅鑛の分量は保溫時間に略々比例して増加する。

等で、大張産の試料に比し容易に離溶を起すが、Schwartz 氏の実験した Bisbee, Globe 産の斑銅礦よりも分裂し難い¹⁾。

現出黃銅礦の構造 本実験の場合、固溶体の分裂によつて生ずる黃銅礦の構造は變化に富み、第3図及び第4図の様に、格子状（第3図1～4）、

第三圖



レンズ及楔状(第3図5), 滴状(第3図6), 樹枝及骸晶状(第4図1), 文象

1) 大張の場合固溶体を分裂さすには 300°C より 200°C まで少なくとも 24hrs. かつて緩冷する必要があり、たとえ礦黃中で行なつても 7～8hrs. の徐冷を要する。一方 Schwartz 氏の実験したものは 500°C ～ 600°C より室温まで僅か 5min. で充分である。

状(第4図2), 細状(第4図3), 半空胞及空胞状(第4図4), 懸滴状(第4図5)微粒状(第4図6)等を呈する。然しこれらが斑銅鑛中均一に生ずることは極めて少なく、一般に部分的に現われ、且つ二三の構造を同時に伴う場合が普通である。

格子構造 (Lattice structure) 屢々現われる構造で、原格子よりも間隔廣く、線の太い直線状の格子、比較的細長いレンズ状薄葉よりなる格子、細い針状の葉よりなる細格子等を生ずるが、稀に rod 状を呈する場合があり、又針状のものはレンズ状或は直線状格子に移化する傾向がみられる。之等は何れも斑銅鑛の{100}の面に平行な方向を有し、その交叉部では互に切り合ふことなく、少なくとも一方が尖滅している。

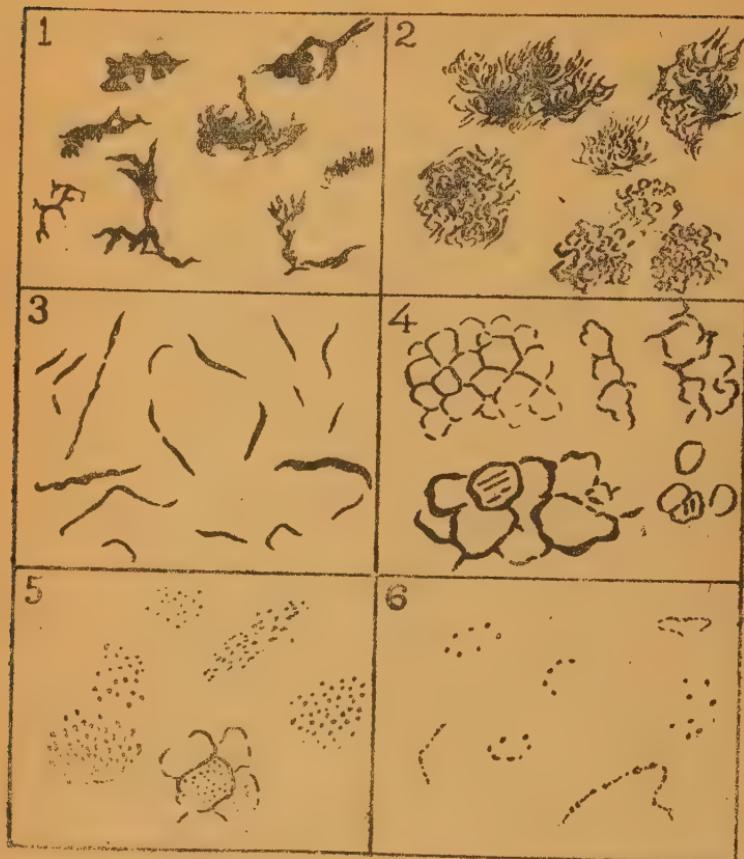
レンズ及楔状構造 (Lens and wedge-like structures) 最も多く現われる構造の一つで、兩者相伴ひ、先に述べた青灰色を呈す斑銅鑛固溶体と淡紅褐色斑銅鑛との境界、或はその前者中にかなり廣く分布し、その長さ普通5~20μ内外で、屡々図の如く二箇づゝ組合つて面白い產状を呈する。この兩者は互に移化し、且つこのレンズ及楔が更に長く伸びればレンズ状の格子に、又その腹部が一層肥大すれば滴状に漸移する。

滴状構造 (Drop-like structure) 多量ではないが、これ又屡々実験中に認められ、青灰色固溶体中、或はそれと淡紅褐色斑銅鑛との境界に沿つて現出している。その形狀は図の如く種々あるが、一部は虫喰ひ状をなして樹枝状又は骸晶状に移化し、往々格子状、レンズ及楔状、細状等と共に存している。その大もさは20~200μ内外。

樹枝状、骸晶状及文象状構造 (Dendritic, skeletal and graphic structures) 上記同様青灰色、紅褐色兩斑銅鑛固溶体の境界附近或は青灰色中に現われるが、その產状は局部的で、分量も少ない。この三者は往々共存し、又互に移化している。

紐状構造 (Worm-like structure) 屢々観察せられる。青灰色、紅褐色兩斑銅鑛の境界又は青灰色斑銅鑛固溶体中の結晶界に沿つて現われ、樹枝

第四圖



狀，半空胞狀に漸移する。

半空胞構造及空胞構造 (Semi-cell and cell structures) 粒狀構造を呈する斑銅礦の結晶界に沿て黃銅礦が現われた結果生じた構造で，稀にその内側にも黃銅礦の葉片を有する場合がある。兩者は互に漸移し，屢々紐狀，樹枝狀，文象狀，時に滴狀を伴なう。

微粒狀及懸滴狀構造 (Microgranular and emulsion structures) 兩者共微粒の黃銅礦よりなる構造で，往々共存する。そのうち前者は極く僅

か黄銅鏽が現出する場合最初の過程として現われる場合が多く、離溶現象の進行につれてレンズ及楔状、紐状或は滴状に變化する様である。その產状は上記レンズ状又は紐状と全く同様である。一方懸滴状は稀に現れる構造で紐状滴状を伴なう。

上記各構造の現出頻度は、その構造が次項に述べる如く、実験の條件によつて異なるため、直接比較し難いが、概して格子状、レンズ及楔状、粒状、紐状、半空胞及空胞状等が大で、そのうちでも前二者が特に著しい様である。Schwartz 氏の実験及び大張、赤山の兩実験を通じ、三者共に現われる構造は格子状及び滴状、八張及び今回の実験で認められるものはレンズ状、紐状、空胞状、微粒及び懸滴状、今回新しく観察された構造は楔状、樹枝状及び文象状等で、共生関係上屢々問題視される滴状構造の少なくとも一部が固溶体の分裂の結果生じることは最早や疑えなくなつた。又之等多くの構造が同一固溶体より生じ、且つ之等が共存し、互に移化するといふ現象は今後この種の研究上留意に値するものと考えられる。

現出構造と溫度及時間との關係 上述の様に再現黄銅鏽は格子状構造の外に多くの興味ある形狀を呈するが、これらの構造は總ての実験を通じ常に一様に現われて來るのではなく、実験の條件が違えば構造及びその組合せを異にする場合が多く、現出構造と実験の條件、即ち溫度及び時間との間に或る関係の存在が考えられる。その関係は多数の実験結果を統計的に考察することにより或る程度究明出来ると思う。かかる理由で筆者等は系統的に多数の実験を行ひ、現在までに大体の傾向を知ることが出来た。

尙 本実験は目下繼續中であるから、更により明確な結果が近い将来に得られることと思う。今各構造を生ずる実験の結果を列記すれば第 2 表の様である。

第 2 表 Table II

a) 格子狀構造 (La-ice structure)				b) レンズ及楔狀構造 (Lens and wedge-like structures)			
* 100°C 24hrs.	200°C 24hrs.	150°C 12hrs.	200°C 48hrs. *	300°C 24hrs.	200°C 48hrs. *	300°C 24hrs.	400°C 6 "
* 150°C 6 "	* " 48 "	* " 24 "	* " 72 "	* " 12 "	* " 72 "	* " 12 "	24 "
" 12 "	* " 72 "	200°C 6 "	250°C 6 "	" 9 "	" 12 "	" 12 "	" 24 "
* " 24 "	250°C 12 "	" " "	" " "	" " "	" " "	" " "	" " "
* 200°C 6 "	* 400°C 6 "	* " 12 "	* 300°C 6 "	" " "	" " "	" " "	" " "
* " 12 "	300°C } 30 "	* " 24 "	* " 12 "	" " "	" " "	300°C } 30 "	→ 20°C "
c) 滴狀構造 (Drop-like structure)				d) 圖枝及該晶狀構造 (Dendritic and skelton Structures)			
* 100°C 6hrs.	200°C 24hrs. *	300°C 12hrs.	100°C 6hrs.	200°C 72hrs.	250°C 24 "	300°C 12 "	350°C 12 "
* 150°C 12 "	" 48 "	" 24 "	* 100°C 6hrs.	" 12 "	" 24 "	" 12 "	" 24 "
* " 24 "	" 72 "	* 400°C 6 "	* 200°C 6 "	* " 24 "	* 200°C 6 "	" 24 "	" 24 "
200°C 6 "	250°C 12 "	300°C } 30 "	" " "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 9 "	" 24 "	→ 20°C "	" " "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 12 "	300°C 6 "	" " "	" " "	" 48 "	" " "	" " "	" " "
e) 文象狀構造 (Graphic str.)				f) 紗狀構造 (Worm-like structure)			
* 100°C 6hrs.	100°C 6hrs.	200°C 12hrs.	300°C 6hrs.	" " "	" " "	" " "	" " "
* " 12 "	" 12 "	* " 4 "	* " 12 "	" " "	" " "	" " "	" " "
* " 24 "	" 24 "	* " 48 "	* " 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
200°C 72 "	* 150°C 6 "	" 72 "	* 350°C 6 "	" " "	" " "	" " "	" " "
300°C 6hrs.	* " 24 "	* 250°C 6 "	" 12 "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 12 "	200°C 6 "	* " 12 "	* 400°C 6 "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 24 "	" 24 "	* " 24 "	" 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
350°C 12 "	* " 9 "	* " 24 "	" 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
g) 半空胞及空胞構造 (Semi-cell and cell structures)				h) 懸滴狀構造 (Emulsion structure)			
100°C 6hrs. *	200°C 72hrs.	100°C 12hrs.	300°C 12hrs.	" " "	" " "	" " "	" " "
" 12 "	* 300°C 12 "	" 24 "	* 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 24 "	* 400°C 24 "	* 200°C 24 "	* 200°C 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
200°C 48 "	" " "	" 72 "	" 72 "	" " "	" " "	" " "	" " "
i) 微粒狀構造 (Micro-granular structure)				j) 顯微鏡下顯微構造 (Microscopic structure)			
* 150°C 6hrs.	* 200°C 24hrs.	* 250°C 24hrs.	350°C 12hrs.	" " "	" " "	" " "	" " "
* 200°C 5 "	* " 48 "	300°C 6 "	400°C 6 "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 6 "	* " 72 "	" 12 "	" 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
* " 9 "	* 250°C 6 "	" 24 "	" 24 "	" " "	" " "	" " "	" " "
" 12 "	* " 12 "	350°C 6 "	" " "	" " "	" " "	" " "	" " "

* 僅か或は稀に現出 (Slightly appear) * 勝著に現出 (Remarkably appears)

尙 100°C の場合は黄鉄礦が現出する時としない時とがあり、現出する時でもその構造に可なり差異があるので、この実験は今後再検討してみる積りである。

又以上の結果を一括表示すれば第3表の如くになる。之等から下記の事項が理解される。

- 1) 格子構造は 200°C 前後で、6～24hrs. 保溫した場合に最も顯著に現われ、これより溫度、時間共に離れるに従ひ、急にその傾向を弱める。この時現われる格子は6時間附近の比較的短時間保溫の場合には細い針状のものが多いが、長時間になれば薄葉の肉巾を増し明瞭な板状、或はレンズ状の格子となる。
- 2) レンズ及び楔状は $200^{\circ}\sim 400^{\circ}\text{C}$ の可なり廣範圍に於てみられるが、格子状同様 200°C 附近に於て著しく、 300°C 以上、 150°C 以下では余り多く現われず、 200°C でも 48hrs. 以上の場合には却つてその量を減ずる傾向がある。
- 3) 滴状構造は Schwartz¹¹ 氏の実験の如く、必ずしも 24hrs. 以上の徐冷を必要とせず、 $100^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 、普通 $200^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 6～12hrs. 附近でも認められ、屢々格子及びレンズ等を伴うが、之等より少し高溫に於ても現われる。併し 300°C 以上では殆んどその例をみない。
- 4) 樹枝状、文象状、空胞状及び一部の滴状等は屢々相伴ひ、 $100^{\circ}\sim 400^{\circ}\text{C}$ 、普通 $200^{\circ}\sim 350^{\circ}\text{C}$ の保溫で現われるが、一般に上記の格子及びレンズ状構造とは共存せず、之等より高溫の 300°C 前後、又 200°C では保溫時間の長い 48～72hrs. 附近に於てより多く現われる傾向があり、特に長時間の場合には空胞内に格子が現出して来る。このことは恐らく、多量の黄鉄礦分を要する之等の構造の生成に適当な溫度及び充分なる時間が必要なためと考えられる。
- 5) 微粒状、針状を初め針状、微レンズ状等の微細なものは固溶体分裂

第 3 表

保溫條件 Heating condition.		再現黃銅 Structures of chalcopyrite-bornite			
溫度 °C Temperatures.	時間 Times. (hrs.)	格子狀 Lattice.	レンズ及楔狀 Lens and wedg- like.	滴狀 Drop- like.	樹枝及該晶狀 Dendritic and skelton
100	6	—	—	(+)	(+)
	12	—	—	—	(+)
	24	(+)	—	—	(+)
150	6	(+)	—	—	—
	12	+	+	(+)	—
	24	++	(+)	(+)	—
200	3	—	—	—	—
	5	—	—	—	—
	9	++	+	+	(+)
	9	—	+	++	(+)
	12	++	++	++	—
	24	+	++	++	—
	48	(+)	+	+	—
250	72	(+)	(+)	+	+
	6	—	+	—	—
	12	+	++	+	—
300	24	—	—	+	+
	6	—	(+)	+	—
	12	—	(+)	++	+
350	24	—	(+)	+	+
	6	—	—	—	—
	12	—	—	—	—
400	24	—	—	—	—
	6	(+)	(+)	(+)	—
	12	—	—	—	—
450	24	—	(+)	—	—
	6	—	—	—	—
	12	—	—	—	—
300→20	30	—	—	+	—
470→200	12	—	—	—	—

— Des not appear. + Appears
(+) Slightly appears. ++ Remarkably appears

の初期の過程に現われる場合が多く、之等は保溫時間の増加、即ち固溶体の離溶が進むにつれて肥大成長し、次第に粒狀、レンズ及針狀、

(Table III)

(+) (+) Sometimes appears.

格子状、樹枝状、半空胞状等に變化する。

上記の如く現出構造と温度及び時間に大体の関係が認められるが、之

等の構造は又斑銅鑄自身の構造と密接な関係がある。今上記の構造を斑銅鑄の構造から分類すれば

- 1) 斑銅鑄の結晶学的方向 {100} に平行な諸面に沿つて黃銅鑄が現われる場合………格子状とレンズ状，微粒状の一部
- 2) 斑銅鑄の結晶界に沿つて黃銅鑄が現われれ場合………紐状，半空胞及空胞状と樹枝状，文象状，滴状，レンズ及楔状，懸滴状，微粒状等の一部
- 3) 斑銅鑄中の原因不明の箇所に分散的に現われる場合………レンズ及楔状，滴状，微粒状，懸滴状，樹枝状，文象状等の一部となる。

要 約

赤山鑄山産斑銅鑄—黃銅鑄固溶体の生成及び分裂兩実験の結果を要約すれば、次の様である。

- 1) 斑銅鑄中の黃銅鑄格子は 460°C 1hrs., 430°C 3hrs., 400°C 6hrs., 350°C 60hrs で完全に、 300°C 175hrs. で9分通り消滅し、斑銅鑄と固溶体を形成する。
- 2) 470°C 1hrs. 加熱で生成した固溶体は $150^{\circ} \sim 400^{\circ}\text{C}$ 間の温度で 6hrs. 以上保溫すれば、分裂を表たし格子状，レンズ及楔状，滴状，樹枝及骸晶状，文象状，滴状，半空胞及び空胞状，懸滴状，微粒状等の構造を呈する。
- 3) 格子構造は 200°C 前後 6 ~ 24hrs. で最も著しく現われ；屢々レンズ及び楔状，滴状を作うが、普通樹枝状，文象状，半空胞及び空胞状等とは共存しない。
- 4) 樹枝状，文象状，空胞状及び一部の滴状等の生成には適當な温度と充分なる保溫時間とが必要である。
- 5) 微粒状，滴状等の微細状構造は、普通固溶体分裂の初期に現われて

来る。

6) 以上の結果赤山礦山産斑銅礦—黃銅礦の格子状共生は固溶体の分裂によつて生じた構造で、特に 1) 及び 3) よりその生成の温度は 200°C 前後と推定される。この温度は本礦山の地質及び礦床学的條件に適合する。

200°C 以下の温度でも格子生成の可能性が考えられる。この點は今後實の進行と共に明かにされることと思う。

擱筆するに當り、本研究中種々御懇篤なる御指導を賜つた渡邊萬次郎教授に感謝の意を表する。尙本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費に據る。こゝに明記して謝意を表する。

(東北大学理学部岩石教室にて)

長野縣濱横川満俺礦山産黃鐵礦及び鐵満俺礦

The pyrite and iron-manganese minerals from the Hamayokokawa mine, Nagano Prefecture.

北 原 順 一 (Juniti Kitahara)

黃 鐵 鑛

濱横川礦山に產する黃鐵礦は満俺の礦化作用¹⁾の晩期に満俺方解石脈を生じる様な溶液が珪岩中に浸入し散点的に生じたものである。尙浸染して黃鐵礦を生じただけでなく淡赤褐色の赤鐵礦を殆んど同時に生成している。要するに本礦床では晩期に於ては溶液中に鐵が集積され、満俺方解石中には初期の菱満俺礦中の FeO の量に比しても、主要礦体生成時に於け

る總ての鑛物中に存する FeO の含量に比しても、 FeO は多いものである。2% 前後で全体としては大した量ではない。黃鐵鑛は少量存するのみであり而も小粒 (0.1 ~ 1 粕) である。硬い珪岩中に生じたため結晶は自由に生長することが出来ず、完全に結晶形を示すものは稀である。かゝる黃鐵鑛は満俺鑛床の觀点からすれば小問題ではあるが、結晶形態を吟味してみる意味で、拾い上げて取扱つてみたわけである。晚期に於ては石灰質菱満俺鑛から満俺方解石にわたる廣い範圍の成生が見られるが、黃鐵鑛は満俺方解石を生じる段階に於て主に品出したものである。石灰質菱満俺鑛に相当する時期の黃鐵鑛は無規出来る程の少量である。石灰質菱満俺鑛より満俺方解石は鐵の含量の多いものである。

当產地の黃鐵鑛は a , ae 及 a' の面からなるものに大別することが出来、 a , e 面上には軸稜に平行な條線があるのが普通である。その化学成分は Fe 46.97%, S 53.12%, Mn 0% であり、化学式は大凡 $FeS_{1.97}$ となる。F. G. Smith の研究²⁾によれば硫黃が不定した換言すれば Fe が S の位置に入るため $FeS_{1.94}$ で示される様な黃鐵鑛は a , e 面上の條線は軸稜に垂直であり、金属光澤があり、良導体で熱電氣的には銅に対し負であり、多数の黃鐵鑛の分析中 $FeS_{1.98} \sim FeS_{2.01}$ で示されるものは理想式に近いものであつて、黃色乃至眞鎧色を示し、硫黃含量多くても $FeS_{2.01}$ 以上の成分で示されるものは現在迄報告されていない。 S 含量の多いものは a , e 上の條線は軸稜に平行であつて不良導体であり、熱電氣的に銅に対し正であると云う。要するに黃鐵鑛は硫黃が不足するにつれて金属光澤大となり黃色味を減じ良導体となる。或一定成分を境にして銅に対し電氣的には質的に異つてゐることになる。濱横川鑛山産の黃鐵鑛は淡黃色であり、前記した通り化学式は $FeS_{1.77}$ で示されるものであるが、條線の点から見て銅に対し電氣的に正であると考えられる。同一鑛山鑛床に於て例えれば秋田縣

2) F. G. Smith; Variations in the properties of pyrite. Am. Min. 27, 1942, 1-19.

阿仁鑛山産の黄鐵礦¹⁾の如きは五角十二面体の結晶に於て條線が軸稜に垂直のものと平行のものとがあるが、原因は化学成分によるものと見られる。垂直の條線があるものの生じたのはに Fe に比し S 分の不足した環境下によつたものであろう。一方このことは溶液成分によつて結晶形態の異つたものが生じることを推さしめる。

FeS_2 は化学式から MnS_2 で示される ハウエル鑛に相当するものがある。 FeS_2 に於ては Ni, Co 及び Ta は Fe を置換して存することが出来ることから Mn も Fe を置換して存し得る可能性があるわけである。かかる問題は Fe, Mn, S の存する溶液で実験的に確めてみれば面白いわけであるが、少くとも筆者が扱つた満俺鑛床に伴う黄鐵礦中には満式法の範囲内にては満俺を検出することが出来なかつた。日本に於ては満俺鑛床にハウエル鑛を産出した例はない。一般に石膏とか、硫黄と共生し²⁾、又少量の満俺と非常に過剰の硫黄の存在する水から沈澱する極めて稀にしか見出されない低温生成の鑛物である。熱水溶液の状態にては FeS_2 に固溶体として入ることは出来難いものであろう。

黄鐵礦の形態 黄鐵礦の形態は溶液の成分、生成の環境等によつて異なるものと考えられる。日本鑛物誌(上)に記載されている黄鐵礦の形態をその生成の環境によつて統計的に調べてみると大凡次のようになる。単独脈中のものは e 及び a の單形として出るが、 o を主調とするものある。金、銀、銅、鉛、亜鉛等の金属脈中に出るものは、全体として e を主調とする。それに a 、 o も存し、 d 、 n も稀にある。時には a 及び o の單形として又 a 、 o の聚形として多く産することがある。又 e の半数の面が発達し菱面体となるものもある。粘土質鑛脈中に産するものは、 a を主とするものであつて、次に o 、 e の順であるが e を主とするものもある。時に d もある。接觸鑛床中のものは、 a を主調とするものが多い。又 o 、 e も相当存

1) 伊藤貞市、櫻井欽一；日本礦物誌(上)、96頁 昭和22年。

2) 吉村典文 地質學雑誌 44卷(昭和12年) 559頁 参照

する。時には s を主とするものがある。 e の半数の面が発達したもののあるのはこの種礦床の特徴である。交代礦床中のものは普通 a を主とし、 o 又は e を有するものもある。時に s を主とする結晶がある。全体としては接觸礦床産の形態のものと似た傾向がある。但し e の半数の面の発達したものの報告はない。黒礦鐵床中の黄鐵の主成分をなすものは、 o が普通であるが、 e 、 a それに δ が主調をなす場合もある。含銅黄鐵礦床中のものは、 o 及び a 多く、それに e も存する。 o 、 e 、 a の聚形としても出る。蠟石中のものは、 o を主とし、それに a 、 e 、 p を有する(一例)。種々の岩石中に散在するもののうち、頁岩、粘板岩中のものは、 a 多く、凝灰岩其他の岩石中のものは a 、 e 又は o 、 a 、 e として産する。熔岩の空隙中に着生するものは、 a 又は o を主とする。尚 e 、 n を伴う(一例)。

渡邊萬次郎先生¹⁾は苛性加里を多少溶している臭素水中で各産地の黄鐵礦に就て酸化速度を研究された。その実験によれば結晶面による酸化される反応速度は五角十二面体、立方体、正八面体の順であると見出された¹⁾。斯る研究は日本で初めて渡邊萬次郎先生により試みられたものであるが、溶液の種類により生じる結晶形態を研究する上に重要な意味を有するものである。結晶の成長は溶解と相關連するものであるから、溶解実験によつて逆に生長速度も判るわけである。従つて前記した如くその溶媒の種類によつて特質的な結晶を生じるものであらうことが推される。濱横川礦山産黄鐵礦の結晶は a 及び ae を主調とするものであつて、 o が小さいのは與えられた環境下に於ては a 及び e のエネルギー小なるため生長速度遅く、 o に比し大きい面になつたものと見られる。而して満俺方解石脈に伴うことにより、酸化鐵を多少含有し、酸化カルシウムを多量にもつ弱アルカリ乃至中性の炭酸鹽溶液から結晶したものと考えられる。黄鐵礦の結晶も生じているところから見ると古生層中の満俺礦床の或者は熱水溶液から

1) 渡邊萬次郎 東北大學理科報告第3集第2卷(大正14年)31~37頁; 地質學雜誌27卷(大正19年)207~212頁

生じたものであると云う説に一つの資料を提供するものである。

濱横川礦山産の黄鐵礦は a を主調とするものが多いが、 a を主調とするもののうち他の面の数の多いものから記すると次の通りになる。 a のみから成るもの、 a を主とし、 e を稀に d を伴うもの、 $-a$ を主とし o を伴うもの、 a を主とし e, o を伴うもの a を主とし d, e, o を伴うものの順である。 $a - \frac{e}{2}$ の面から成るもの種類のうちでは $a - \frac{e}{2}$ の面のみから成るもののが壓倒的に多いが、 $a - \frac{e}{2}$ の面に o 及び d を伴うものも存する。 ae から成る面に於ては 0.1 ~ 0.2 精の小粒のもの、うちには時に e の一部を欠面し、0.8~1 精においては a の一部を欠く傾向があるが、全体としてはこの種の結晶にて e はを主調となすものである。時に s, o を伴うものがある。 o のみのもの乃至 o を主調とするものは見られない。

各晶癖の結晶粒度による量的関係は 206 個のうち次の第一表の通りである。

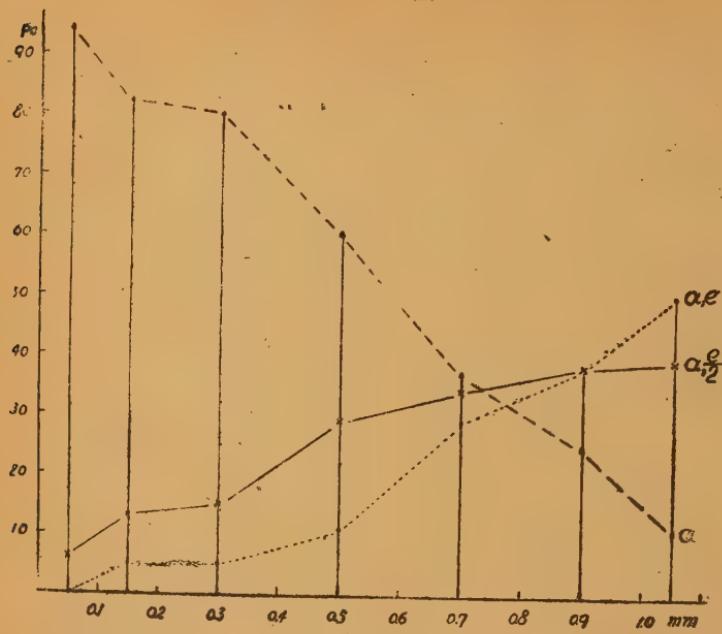
第一表

粒 徑	a 面 111 個	$a - \frac{e}{2}$ の面 54 個	ae 面 (e 面を含む) 41 個
0.1mm >	15	1	0
0.1~0.2	19	3	1
0.2~0.4	32	6	2
0.4~0.6	21	10	4
0.6~0.8	13	12	10
0.8~1.0	10	15	15
>1mm	1	7	9

各粒度における面の晶癖による量比の関係は第一図に示す通りである。図に示すように全体としての数は a 面が多く、次に $a - \frac{e}{2}$ の面、 ae の面の順である。小粒になるにつれて a 面は多くなるが、それに反し ae 面（或は e を主とする面）及び $a - \frac{e}{2}$ の面は減少してゆく傾向がある。

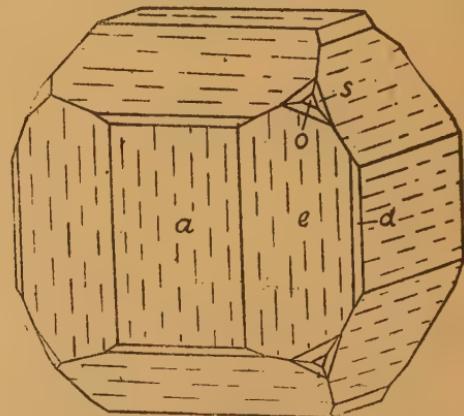
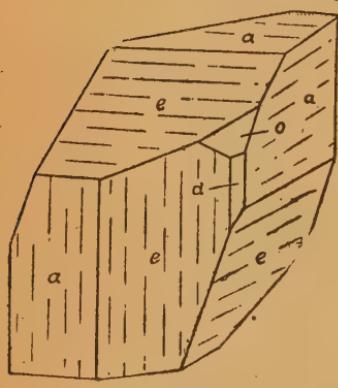
$a - \frac{e}{2}$ の面の一例を示すと、第二図に示す通りである。測角には V. Goldschmidt の複円反射測角器を用いた。前記したように珪岩中に侵染して生じたため完全に結晶が生長出来ず壓せられた部もあるが、明瞭なところだけを測った結果は次の第二表に示す通りである。（図には o, d を一面づつ

第一圖



第二圖

第三圖 (A)

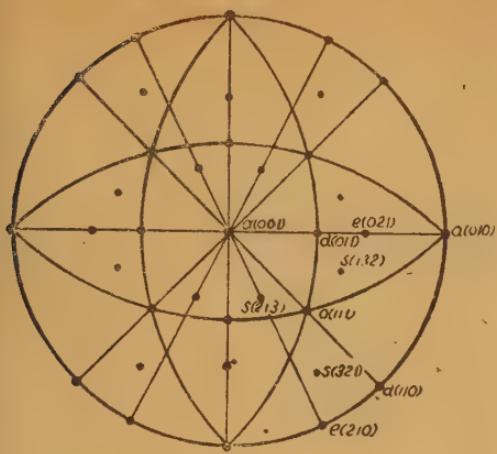


示したのみ)

R. L. Parkerの作圖法による

• ae を主調とするもので稀に s, d の存するものは第三図 A 及び B の投影に示す通りである。複円反射測角器で測角した結果は第三表に示す通りである。

第三圖 (B)



第二表

面	實測値		計算値	
	ρ	φ	ρ	φ
001	* 0°00'	—	0°00'	—
010	90 09	* 0°00'	90 00	0°00'
110	89 51	44 54	"	45 00
210	89 57	63 19	"	63 26
100	90 13	89 49	"	90 00
102	26 41	90 12	26 34	"
111	54 60	45 19	54 44	45 00
111	54 41	134 57	"	135 00

* 原點

其他種々の形態を示すものがあるが前記二例の様に面が簡であるため種類だけを記して図及び測定値は省略することにした。

含チタン鐵滿倅礦

礦化作用の晚期に珪岩中に不規則に鐵チタン礦液を伴つた石灰質菱滿倅礦質液浸入し、母岩は所謂炭酸鹽化アズキ盤となり褐赤色乃至赤褐色を示す。進入した炭酸鹽溶液は石灰質菱滿倅礦から滿倅方解石の廣い範圍にわたる成分を示すものである。石灰質菱滿倅礦は細粒濁している。礦滿倅を珪岩に侵染したのであるか

ら、菱滿倅礦は脫鐵脱滿倅作用を蒙つていなければならぬ。アズキ盤の化学分析結果は第四表 I 及 I' に示す通りである。 Fe_2O_3 , Mn_2O_3 及び $FeO \cdot TiO_2$ は固溶体をなして存するものと見られる。赤鐵礦はチタン鐵礦とは有限混溶度を有するものであることは既知の事実である。 Fe_2O_3 , Mn_2O_3 から成るもの即ち $(Mn, Fe)_2 O_3$ は從来 bixbyite として報じられていたものであつて、 Fe_2O_3 30%以上含有している。 Fe_2O_3 10~30%範囲のものは sitaparite¹⁾ と呼ばれるものである。上記の化学分析結果から珪岩中に侵染した Fe_2O_3 及び Mn_2O_3 から成るものは TiO_2 を含有し

た sitaparite に相当するも

第三表

のであつて (Mn, Fe) O ·

(Mn, Fe, Ti) O₂ なる式に

て示すことが出来る。褐赤

色礦は分析結果から炭酸鹽

礦物其他不純物を多少混じ

ているものである。満俺の

礦化作用の末期に鐵が集中

されて母岩に浸染すること

に就ては地球科學²⁾に指摘

しておいたところである。

吉村豊文博士も B 及び C

時代に鐵チタン礦として浸

染したアズキ盤³⁾に就て記

面	實測 値		計算 値	
	ρ	ϕ	ρ	ϕ
001	* 0°00'	—	0°00'	—
010	89.55	* 0°00'	90.00	0°00'
110	90.17	45.09	—	45.00
210	90.03	63.18	—	63.26
100	90.09	90.02	—	90.00
210	89.51	116.37	—	116.34
110	90.08	134.45	—	135.00
010	89.57	179.49	—	180.00
210	90.03	-116.50	—	-116.34
100	90.09	-90.12	—	-90.00
210	89.49	-63.30	—	-63.26
021	63.29	0.05	63.26	0.00
021	63.17	180.05	—	180.00
102	26.30	90.04	26.34	90.00
102	26.38	-89.51	—	-90.00
321	74.36	57.33	74.30	57.41
132	57.44	18.36	57.41	18.26
213	36.32	63.17	36.43	63.26
111	54.37	45.09	54.44	45.00
111	54.45	134.50	—	135.00

* 原點

第四表

	I	I'	II	III
H ₂ O—	0.20	n.d	n.d	0.49
(O ₂ +(H ₂ O)	2.39	21.74	1.12	29.72
SiO ₂	59.00	23.60	89.68	22.14
TiO ₂	0.59	0.17	0.00	—
Al ₂ O ₃	0.37	0.29	0.13	0.41
FeO	0.77	0.46	0.09	0.47
Fe ₂ O ₃	9.26	4.53	7.04	—
MnO	2.14	23.21	0.30	39.32
Mn ₂ O ₃	23.20	18.02	0.00	—
CaO	1.10	7.31	0.82	5.30
MgO	0.06	0.62	0.12	0.76
K ₂ O	n.d	n.d	tr	0.22
Na ₂ O	n.d	n.d	tr	0.17
Fe	—	—	0.08	—
S	—	—	0.09	—
total	99.08	99.95	99.47	99.00

I. 石灰質菱満俺礦脈が珪岩に侵入して褐赤色を呈する含チタン鐵満俺礦を生じる

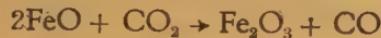
I'. 同上

II. 満俺方解石脈が珪岩に侵入して淡赤褐色を呈する赤鐵礦を生じる

III. 炭酸鹽の注入を蒙つて變質程度低い灰白色母岩

- 1) B. Mason; The system Fe₂O₃-Mn₂O₃: some comments on the names bixbyite, sitaparite and paratridyite. Am. Min., 29., 1944, 66-69.
- 2) 北原順一; 本邦古生層中の満俺礦床. 地球科學 1 號, 昭和 24 年, 1~5 頁
- 3) 吉村豊文; 柄木條加蘇礦山の地質礦床並びに礦物共生に関する研究, 地質, 45 卷, 昭和 13 年.

載している。既述したようにこの時代には黄鐵礦の浸染は僅少であるが、溶液が CaO , FeO に富んで来た更に末期と思はれる段階において赤鐵礦と共生した顯しい黄鐵礦(0.1~1耗)の浸染を見るのである。I 及び I' は同じ様に褐赤色を呈しても部分に依つて成分を異にしていることを示すものである。I' には比較的多量に CO_2 が存している。鏡下に検するに赤色部の内部に菱満俺礦の存するのを認めることが出来る。前記したように満俺方解石脈が浸入して生じたアズキ盤は淡赤褐色を示し赤鐵礦と共に全体としては少量であるが、部分的には顯しい黄鐵礦を生じる。黄鐵礦を除去したものゝ分析結果は第四表 II に示す通りである。鏡下では淡褐赤色を示す。 CaO , CO_2 が集中した階程において FeO は次式によつて



となり赤鐵礦を生じる可能性がある。鐵の多い満俺方解石脈とは相関連するものである。満俺方解石脈 それ自身の うちに多少黄鐵礦を伴うてゐる。満俺方解石を鏡下に觀るに、無色新鮮なものと溷濁したものとが存し、半球顆粒構造を示す部分もあり、部分により多少化学成分を異にしたものと見られる。渡邊萬次郎先生により、淺熱水性礦床に於ても赤鐵礦¹⁾又は菱鐵礦を生じることはあることは既に論じられている。赤鐵礦は満俺含量の少ない炭酸鹽礦物と共生するものであると考えられる。 TiO_2 , Mn_2O_3 は存在しないのは前記 I, I' と対照して興味ある問題である。即ち黄鐵礦を顯しく浸染する時期には TiO_2 , Mn_2O_3 は存しないことである。要するに満俺の熱水溶液の後期には鐵が集中されて珪岩に浸染して赤鐵礦及び黄鐵礦を生じている。こゝに赤鐵礦が浸染した珪岩は所謂鐵石英に属するものである。分析表に示すように CaO , MgO 及び FeO は炭酸鹽の成分として入つてゐるものと見られる。Fe, S は微粒黄鐵礦の混入によるものである。溶液から生じた礦物には含鐵量は少ないと見られる。溶液の晚期に

1) 渡邊萬次郎; 磁鐵礦の成因的關係に關する諸問題(2) 岩礦, 13卷, 昭和10年, 26-33頁。

は鐵が集中され母岩に浸染するものと考えられる。

母岩の變質 炭酸鹽化絹雲母化

變質を蒙らない母岩に近い部分換言すれば含チタン鐵満倅礦の注入をうけていない單に主として炭酸鹽に依つてのみ珪岩が影響されている灰白色の變質した母岩の化学分析結果は第四表に示す通りである。炭酸鹽溶液は細微な裂縫又は空隙に沿つて浸入したものであり、その外絹雲母化作用を伴つてゐる。絹雲母は礦化作用の末期に於て僅の量ではあるが、アルカリアルミナの存するアルカリ性溶液珪岩に作用して生じたものと見られる。顯微鏡下に検するに絹雲母は $0.02 \sim 0.04$ 粑の微小な破片として存し僅に認められるだけである。 $\wedge X' = 0 \sim 1^\circ$ 、無色纖維状で複屈折大である。菱満倅礦は汚濁している。化学分析結果から求めた成分礦物の割合は石英 32.8%，絹雲母 2.5% 菱満倅礦 64.7% である。この變質した母岩中に $1 \sim 3$ 粑大の a の小面を伴う五角十二面体型の黃鐵礦の結晶が稀に存する。珪岩の空隙に生じたものであつて、條線が認められないのは前記黃鐵礦に比し面白い現象である。尙お 3 粑大の五角十二面体の結晶は当礦山で筆者が扱つたもののうちでは最大のものである。その外珪化作用も行わされている筈であるが、母岩は珪岩であるため堅密になつた以外顯しい変化は認めることは出来ない。

終りに臨み、研究の機會を與えられた渡邊萬次郎先生に對し感謝の意を捧げる。V. Goldschmid の複円反射測角器の使用法を教示された大森啓一博士に對し、又黃鐵礦に關し参考になる点を示された砂川一郎学士に禮を述べる。礦山踏査に當り便宜を與えられた礦山所長中山弘氏探礦課渡末義次氏等に對し謝意を表する。(昭和 24 年 2 月日本地質學會東北支部例会にて概要)を講演 本研究の費用の一部は文部省自然學研究費による

追記 石灰質菱満倅液が母岩に浸入した時期を晚期のものとしたが、初期のものとも考えられ、又 Fe-Mn 礦物は變質生成物ではないかと見られる。筆者が地球科學一號に記載した礦化時期に関する問題に検討を要する点が多々あるのを筆者自身見出している。

満洲産低變成度縞状鐵鑛の鑛物成分

Mineral compositions of banded iron ore of low grade
metamorphism from Manchuria

浅野五郎 (Gorô Asano)

低變成度の縞状鐵鑛

既に説明した様に、満州に於ける縞状鐵鑛類を分つて、石英と酸化鐵鑛物(赤鐵鑛、磁鐵鑛)のみより成る類、Aと、其外に種々の珪酸鹽鑛物や時に炭酸鹽鑛物を含む類、Bとした。後者を更に成分鑛物上の特徴によつて、鐵綠泥石-縞状鐵鑛、角閃石-縞状鐵鑛、輝石-縞状鐵鑛、ユウリサイトの4種に分類した。茲にはB類中の最低變成度を示すものである鐵綠泥石-縞状鐵鑛 (Iron-chlorite banded iron ore) に関するデータを総括するものである。

鐵綠泥石-縞状鐵鑛は勿論、原堆積岩そのものの成分鑛物を保存、含有するものではないが、併し近似の性質を或程度まで有することは想像される所である。鐵綠泥石-縞状鐵鑛の產出は満洲では比較的稀である。即ち角閃石-縞状鐵鑛の分布が普遍的であるのに對し、此の分布は狹少な区域に限られてゐる。此の事は満洲の縞状鐵鑛が一般には角閃石-縞状鐵鑛を生成する様な比較的高い變成程にあつたことを意味するものであらう。此種の縞状鐵鑛の產地は鞍山鑛床内の眼前山、王家堡子-和尙莊子地域等であるが、猶又大孤山の一部の様に主として纖維狀鐵閃石を含む様なものも此の類に加へ得るであらう。

眼前山では鑛層の見掛上の最下部に近い位置に此の型式の鐵鑛がある。成分鑛物は石英、纖維狀鐵閃石、炭酸鹽鑛物、鐵綠泥石、磁鐵鑛、黑雲母

等である。王家堡子一和尚莊子地域では鐵綠泥石を含有する鐵礫，岩石が發達してゐて，その中には鐵綠泥石一縞狀鐵礫，鐵綠泥石一珪岩，鐵綠泥石一片岩，含鐵綠泥石富鐵礫等が擧げられ，曾つて詳述¹⁾した。次に鐵綠泥石一縞狀鐵礫の各々の成分礫物を説明するであらう。

鐵 綠 泥 石

a. 眼前山縞狀鐵礫中の鐵綠泥石 此の縞狀鐵礫中では，鐵綠泥石は炭酸鹽礫物，石英等と共に磁鐵礫粒の間を埋め，基質物状に存在してゐる。然るに此の様な集合物は肉眼的に暗緑色の薄層状を成してゐて，更に肉眼的に黃褐色を呈する纖維狀鐵閃石の薄層と互層し，夫等の各層は共に厚さ数mm以内である。この互層により顯著な縞狀構造を形成してゐる。

低變成度の縞狀鐵礫中には上記の様な纖維狀角閃石が含まれてゐることがあるが，その場合は角閃石一縞狀鐵礫中のものと異なり，常に纖維状を呈してゐて，且通常，鐵閃石である。大孤山礫層の上盤側に露はれてゐる低變成度の岩石も纖維狀鐵閃石を主成分として含み，其外に黑雲母，石英，磁鐵礫等を有し，肉眼的に腐朽した木材状である。又それに含まれてゐる石英も，多くは徑0.1mm以下の微粒である。Van Hise, Leith等²⁾の記載を見るに Mesabi に於ても初生縞狀鐵礫が低い變質を受けて先ず生ずる礫物は常に纖維狀鐵閃石であるが，之は滿洲の例と符合してゐる。

磁鐵礫粒は顯微鏡下の組織より判断し，特にチャートを二次的に交代生成した様なものとは思はれず，且少くともその原礫物の生成は鐵礫の再結晶以前である。若しも初生的磁鐵礫を推定するならば，堆積源としては一般に砂鐵源以外の成因は考へられない。勿論実驗的には溶液よりの磁鐵礫生成は成功してゐるが，その様な特殊條件が天然に成立するとは考へられない。然るに又，砂鐵とするには堆積物其物の性質が大きな矛盾を示して

1) 滝野五郎：櫻桃園，王家堡子，胡家堡子間に發達する鐵綠泥石を主成分とする礫石の性質。滿洲地質要報。第16號。昭和24年。

2) Leith, C. K. and van Hise, C. R.; the geology of the Lake Superior region. U. S. G. S. Mono. 52, 1911.

ゐる。故に或特定の鑛物の變質に依るものと判断される。

縞状鐵鑛中の赤鐵鑛對磁鐵鑛の含有比率が、變成度に通常無関係なことは實際に各地の鑛石の研究により判断される。他方鴨綠江上流の東邊道大栗子鐵山の所謂熱錳鐵鑛の變質結果を研究すると、その成分鑛物である鐵綠泥石、含鐵炭酸鹽鑛物、赤鐵鑛、石英等の中で、他の鑛物が未だ變質しない様な低い熱變質作用の下で、既に純粹に近い菱鐵鑛のみが選擇的に磁鐵鑛化する事實がある。之により縞状鐵鑛でも、低乃至中程度の變成を受けたものに含有される磁鐵鑛は主に菱鐵鑛源のものと推定される。

鐵閃石の成因を Van Hise, Leith¹⁾ 等は主に初生堆積物たるグリナライト (greenalite) の脱水に歸してゐる。併しその生成條件には後述の如き特殊條件を要するもので、滿洲產のものはその化学成分中に少なからず CaO , Al_2O_3 , MgO を含んでゐるから、之は或種の不純菱鐵鑛と石英との結合に依り生成したものと思はれる。

さて主題の鐵綠泥石が原堆積物中のものと全く同一性質のものであるかには多少の疑問がある。併し大栗子錳鐵鑛の研究に依れば、少くとも低變成度では個々の粒の大きさに増育はあつても、光学恒数の變化が無いので、大体不變と見られると思ふ。此の眼前山の鐵綠泥石は、底面の徑 0.1mm 内外の鱗片狀で、(001) に垂直な薄片の延長性は正、時に聚片狀である。十字ニコルの下で干渉圈を觀察すれば、凡そ $(-)\text{2}V \approx 0$ 、多色性は著るしく、X: 黃色、Y, Z: 緑色 (多少帶青)、屈折率を浸液法で測定した結果は α (算出) = 1.637, $\beta \approx \gamma$ (測定) = 1.642, 又 Berek のコムベンセエターで測定した最大複屈折は $\gamma - \alpha \approx 0.005$ である。Winchel の図²⁾ 表により、上記に概當する鐵綠泥石を求むれば aphrosiderite に近い brunsrigite であると思はれる。猶以上の外に $\gamma \approx \beta = 1.644$ 程度のも

1) Leith, C. K. and van Hise, C. R.: 前出

2) Winchel, A. N.; a third study of chlorite, Amer. Min. 21, pp. 642~651, 1936.

のもある。

b. 和尚莊子王家堡子地域の鐵綠泥石 此の地域には鐵綠泥石を含む凡そ3種の岩石或は礦石がある。即ち鐵綠泥石—綱狀鐵礦，鐵綠泥石—珪岩，鐵綠泥石—片岩であるが，猶其他に此地域に產する富礦(全鐵量50%内外)中にも多くの鐵綠泥石と炭酸鹽礦物を含んでゐる。

鐵綠泥石—珪岩と鐵綠泥石—片岩中の鐵綠泥石は主に塊綠泥石(thuringite)，若しくは之に近い成分の鐵綠泥石より成つてゐるが，綱狀鐵礦中のものは異なる性質を有してゐる。

綱狀鐵礦中の鐵綠泥石は石英と共に磁鐵礦或は赤鐵礦粒(徑0.4mm以下，多くは0.1mm内外)の基質物状に存在し，殊に綱狀構造を構成する各薄層中の，酸化鐵礦物に富むものゝ中に多い。而して屢々酸化鐵礦物と鐵綠泥石のみで，幅0.5mm内外の薄層を形成して白色の石英薄層と互層してゐる。この例では炭酸鹽礦物は共存してゐない。

此の鐵綠泥石は最大0.3mm程度の徑を有する底面を持ち，肉眼的に青綠色，鏡下では多色性はX, Y；帶青綠色，乃至綠色，Z；黃色である。延長性負，光学性正，光軸角は殆んど零。聚片双晶が良く発達し，斜綠泥石の特性を示してゐる。一例の測定で，複屈折(測定)； $\gamma - \alpha \approx 0.004$ ，屈折率は $\alpha \approx \beta = 1.612 \sim 1.611$ (測定)， $\gamma \approx 1.617 \sim 1.616$ (算出)。

以上の性質は本綠泥石が鐵にとも斜綠泥石である diabantite であることを示す様である。併し光学性は之と逆である。隨つてその点を重視すれば ripidolite に属すべきであらう。猶數例に依る測定を綜合すれば $\alpha \approx \beta = 1.611 \sim 1.635$ である。

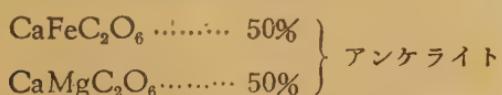
此地域の富礦中の鐵綠泥石には上記の様なものの，亦塊綠泥石質のものもある。櫻桃園，王家堡子其他に分布してゐる鐵綠泥石—片岩は塊綠泥石のみを主成分とし，その全鐵量は綱狀鐵礦のものに等しい。而して後者との主な化学成分上の差け，前者が酸化鐵礦物に乏しく， Al_2O_3 に富むことである。即ち攀土質綱狀鐵礦の最も攀土質な例を表はすものと解せられる。

炭酸鹽鑛物

縞状鐵鑛中に炭酸鹽鑛物を含有する時には、普通鐵綠泥石と共に存してゐる。併し乍ら大孤山、眼前山等の縞状鐵鑛中には陽起石に伴ひ方解石を含むものがある。後者の成因に就いては、Van Hise, Leith 等の説明した如く、アンケライト質炭酸鹽と珪酸との結合に際し、方解石を遊離することに歸し得るもので、曾つて論¹⁾じたことがある。

富鑛中にも、王家堡子、小嶺子では顯著に炭酸鹽が含有されてゐる。王家堡子の富鑛は酸化鐵鑛物、鐵綠泥石、炭酸鹽鑛物、石英等より成るに對して、小嶺子の富鑛は之と含鐵品位は類似してゐるが、成分鑛物は異り、方解石、酸化鐵鑛物、透輝石、鐵尖晶石等から成るものと、酸化鐵鑛物、石英、透輝石、青綠角閃石其の他を含み、炭酸鹽鑛物を缺くものとから成つてゐる。此等の富鑛の總化学成分は基本的には一致するもので、小嶺子の類は王家堡子に見る類の熱變成岩と考ふるのが妥当であらう。而してこの兩者の関係は貧鑛即ち縞状鐵鑛の變成にも亦多くの暗示を與ふるものと思はれる。

a. 眼前山の炭酸鹽鑛物 眼前山鑛層の殊に下位の鑛石は既述の如き構造の縞状を成してゐる。此の鑛石は満洲產縞状鐵鑛中で、最も炭酸鹽に富み、又成分鑛物の性質より、原堆積物に最も近い性質のものと判断される。この鐵鑛の黒色薄層中の鐵綠泥石に就いては既に述べた。又この鑛石の全分析中には勿論、又黒色薄層のみの分析値中にも CaO , MgO が多いので、炭酸鹽鑛物は magnesiodolomite ~ ankerite ~ ferrodolomite 系鑛物であると判断される。その一例の屈折率は $\omega \approx 1.724$ であるから、凡そ次の成分を有するであらう。



1) 滝野五郎：大孤山並に眼前山周辺の角閃石を含む縞状鐵鑛の性質、満洲地質要報、第16號、昭和16年。

故にその理論的化学成分は CaO 28%, MgO 11%, FeO 17%, CO_2 44% の筈である。

以上より此の縞状鐵鑛の黑色薄層は磁鐵鑛, アンケライト, 鐵綠泥石, 石英より成ることが明らかとなる, 理由は孰れ改めて発表するものとして, 殊に低變成度縞状鐵鑛中の磁鐵鑛は純粹に近い菱鐵鑛の變成物と解せられるから, 上記黑色薄層の原堆積物構成鑛物は結局, 菱鐵鑛, アンケライト, 鐵綠泥石, 膜狀珪酸の4種であると思はれる。

上記の黑色薄層と互層する黃褐色薄層は石英と纖維狀鐵閃石とより成つてゐる. 而してこの薄層中には未だアンケライト, 鐵綠泥石が安定な變成段に悉く鐵閃石に變する原鑛物が存した筈である. Van Hise, Leith 等は Mesabi の纖維狀鐵閃石の原鑛物をグリイナライトであると考へた. 然るに滿洲產縞状鐵鑛中 B 類の分析値¹⁾ 中には, 可なりに多く CaO , MgO と Al_2O_3 を含有してゐて之はグリイナライト源とする考へに對する反對論據となるものである. 何となれば Mesabi のグリイナライト含有鑛石の分析値には CaO は常に含まないか, 或は殆んど含まない. 今滿洲產各種縞状鐵鑛の分析値より $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{CaO}$ 正三角形図を作成, 各点示すれば(第1図)*, Mesabi のグリイナライト含有鑛石は $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ 線上の MgO 頂点に接近して存在し, 明瞭な一区域を構成してゐるが, 滿洲内の縞状鐵鑛は鐵閃石一片岩をも含めて, 之とは異なる区域を構成し, 含グリイナライト鐵鑛とは化学成分上, 別種のものであることを示してゐる.

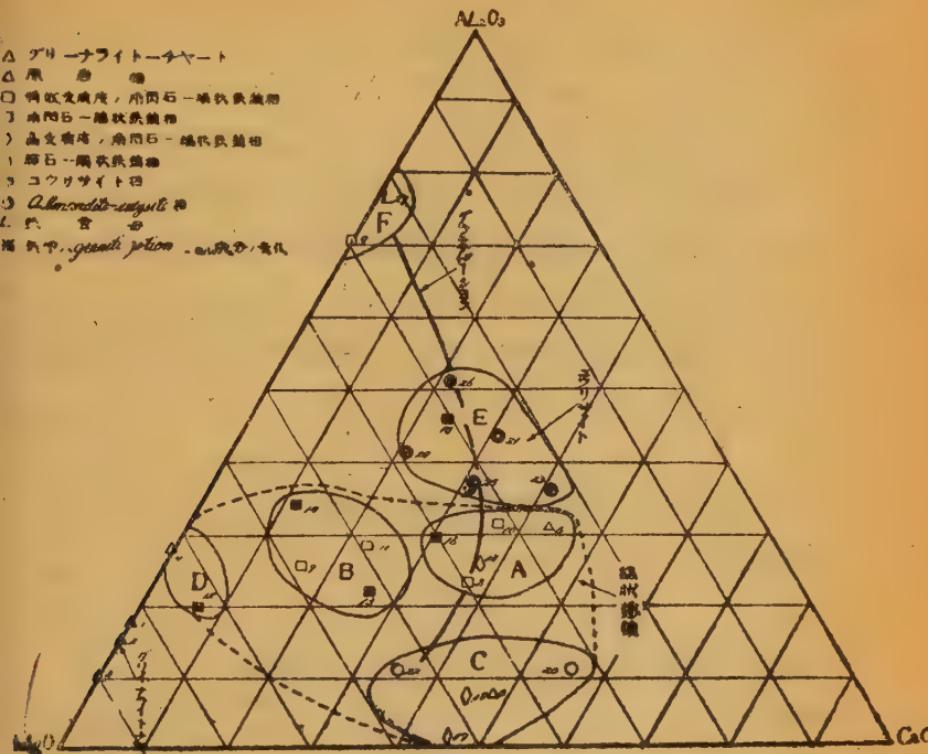
Gruner²⁾ に依ればグリイナライトの存在は殆んど全く Mesabi の Biwabik 層中に限定されるもので, 夫以外には洵に稀である. 之はグリイナライトの生成が特殊の條件を要するものであることを示し, 且つその生

1) 滝野五郎: 同(6)

* この圖に就いては將來化學成分を論ずる際に説明する機會があると思ふ.

2) Gruner, J.W.: the structure and chemical composition of greenalite, Amer. Min. 21, pp. 449, 455.

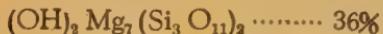
第一圖



- A. 灰分にとむ類
- B. Al_2O_3 , MgO , CaO の含有が平均に近い類
- C. 鐻土に乏しい類
- D. 苦土にとむ類
- E. 鐻土にとむ類
- F. 著しく鐵土にとむ類

成には原溶液中に CaO , Al_2O_3 , アルカリが殆んど皆無であつたことが原因となつたのであらうと述べてゐる。隨つて眼前山の例では鐵閃石の原礦物がグリイナライトではなく、或種の炭酸鹽礦物であつたと解せられる。この炭酸鹽よりは鐵閃石を生じたのであるから夫はアンケライト質でなく、菱鐵礦質であつたことは明らかである。但し分析値には多少の CaO も含まれてゐる。此の鐵閃石の屈折率は $\gamma = 1.693$ であるから、カミングト

ン角閃石に近い成分のもので Snndius¹⁾ の図表に依れば、大凡次の成分が求められる。



而して此の FeO , MgO を炭酸鹽中のものとすれば大体 pistomesite に相当する筈である。即さば同一變成作用の下で ankerite ~ magnesiost dolomite 系よりも, siderite ~ pistomesite 系の方が遙かに敏感に變質するものであることを意味する様である。

b 富饒中に含まれる炭酸鹽礦物 王家堡子地域の富饒中には炭酸鹽礦物を含むことは前述の如くで茲に2例を報告する。

第1例

成分礦物：磁鐵礦 > 鐵綠泥石 > 炭酸鹽礦物

炭酸鹽礦物： $\omega = 1.559 \pm \dots$ 方解石

第 2 例

成分鑽物：磁鐵鑽 > 石英 > 炭酸鹽鑽物 > 鐵綠泥石

碳酸鹽鑽物: $\omega = 1.697$ CaMgC_2O_6 80%, CaFeC_2O_6 20%

小嶺子富礦中の炭酸鹽礦物に関しては既に記述した²⁾。而し是でも王家堡子富礦の如く最初より方解石とアンケライト質白雲石とが共存してゐたものと推定される。

初生鑄物の種類

以上に於て満洲産の鐵綠泥石—縞状鐵礦の主な成分礦物は、石英、酸化鐵礦物、鐵綠泥石、方解石、アンケライト質炭酸鹽、纖維狀鐵閃石若しくはカミングトン角閃石であることが明らかと成った。又酸化鐵礦物としては磁鐵礦が主となつてゐる。次に之等より更に初生堆積物の種類を推定す

1) Sundius, N.: Zur Kenntnis der monoklinen Ca-armen Amphibole. Geol. Fören. Förk. 46, p. 164 1924.

2) 深野五郎: 青緑角閃石を含む綱状鐵礦の研究。岩鉱。第36卷。pp. 181-182 昭和24年。

る爲には、一應その總化学成分に就いての検討を要すると思ふが、夫は他の機会に行ふ所存である。而して玆では既述の理由により、初生礦物は、膠状珪酸、菱鐵礦（磁鐵礦に變化）、菱鐵礦に近い成分の $FeCO_3 - MgCO_3$ 系炭酸鹽（鐵閃石に變化）、アンケライト若しくはアンケライト質炭酸鹽、方解石、鐵綠泥石であると推定される。又以上の外に初生赤鐵礦も当然存在してゐた筈で、酸化鐵礦物の原礦物は菱鐵礦と赤鐵礦であらう。又干西溝の如くマンガンを含むものには大栗子の細河統鐵礦（錳鐵礦）の様な oligonite と菱鐵礦との共存が推定される。又前述の理由でグリイナライトの存在は否定される。

要するに低變成度に於て示される様相の基本を成すものは、初生炭酸鹽の種類と、その各々の炭酸鹽の加熱の際の解離壓の變化、或は炭酸鹽中の鹽基成分と珪酸との一種の親和力の大小等の問題であると思ふ。夫は $CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 等より成る場合、即ち白雲岩、石灰岩等よりも遙かに低溫で變化が起つたことが實際より明らかである。而して珪酸との化合が、或は又珪酸と化合しない單なる解離が $FeCO_3$ 、 $MgCO_3$ 、 $CaCO_3$ の順序に容易で、夫等の複鹽、固溶体等でも例でないことは明らかなることで、從未余り研究されてゐる様である。而してこの場合純粹に近い菱鐵礦は容易に分解して CO_2 を放ち磁鐵礦を生じ、稍不純なものは珪酸と結合して纖維状鐵閃石を生じ、然もアンケライト、方解石は全くその變成度では安定であるのが知られる。而して更に變成度が高くなり鐵綠泥石が不安定となる時期に於て初めてアンケライト質炭酸鹽は珪酸と結合して陽起石を生ずると共に方解石を遊離し、其次の高い段階で方解石も亦角閃石の成分と成るものと推定される。

以上を要約すれば第1表の如くに表現される。

第1表 編狀鐵鑄の初生鐵鑄の初生鑄物とその變化

初生鑄物	低變成度の編狀鐵鑄		
	低温	高温	角閃石一編狀鐵鑄相に近い
珪酸(膠狀)	再結晶(微粒)	同右	種粒の大さ増大
赤鐵鑄	鏡鐵鑄質	同	同左
菱鐵鑄	CO ₂ を遊離し、磁鐵鑄化	同	同
MgCO ₃ -FeCO ₃ 系 炭酸鹽	不變	珪酸と結合し、鐵維狀鐵鑄化	同
アンケライト質炭酸鹽	同	不變	珪酸と結合し、陽起石と方解石と成る
方解石	同	同	不變
鐵綠泥石	同	粒の大さ増大	角閃石中の成分と成る

第34卷、2號 舟山裕士報文中次の通り正誤する

誤

正

49頁 14行

$$T_n = \frac{x_n(\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2(\alpha_n - \alpha_{n+1})}$$

$$T_n = \frac{x_n(\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2 \cos(\alpha_n - \alpha_{n+1})}$$

51頁 15行

$$x_2 = X_2 - H \cdot \tan \alpha_3$$

$$x_2 = X_2 - H_2 \cdot \tan \alpha_3$$

51頁 21行

$$\alpha_{n+1}$$

$$\alpha_{n-1}$$

52頁 13行 (9式)

$$T''_1 = \frac{t+t'}{2} = \frac{x(\sin \beta_1 + \sin \beta_2)}{2}$$

$$T''_1 = \frac{t_1+t'_1}{2} = \frac{x_1(\sin \beta_1 + \sin \beta_2)}{2}$$

53頁 9行

$$x_1 = X_1 - \frac{H_1}{\tan \delta}$$

$$x_1 = X_1 - \frac{H_1}{\tan \delta_2}$$

53頁 15行 (12式)

$$x_1 = X_1 - \frac{2}{\sin \theta_2 \cdot \tan(90^\circ - \alpha_2)}$$

$$x_1 = X_1 - \frac{H_1}{\sin \theta_2 \cdot \tan(90^\circ - \alpha_2)}$$

53頁 20行 (13式)

$$x_n = X_n + \frac{\pm M_{n-1}}{\sin \theta_n \cdot \tan(90^\circ - \alpha_n)}$$

$$x_n = X_n + \frac{\pm H_{n-1}}{\sin \theta_n \cdot \tan(90^\circ - \alpha_n)}$$

そのし相當量を産したのはマダガスカルだ。母岩は通常花崗岩で、内部は長石及び石英、邊縁は石英長石雲母を主とし、ウラニウム礦物は主としてそれらの中間帶に見出される (Econ. Geol. 45, 12-34, 1950) [渡邊萬]

南阿塞閃ウラン礦の年輪 Holmes, A.

オレンジ川北岸先寒武紀のペグマタイト中の同礦物の分析の結果、

Pb: U+Th 及び U: U+Th 比から 11.35-8.75 億年

Pb の isotope 分析から 11.48-9.14 同

RaG/U: 11.48, AcD/U 11.03, AcD/RaG 10.37 同

これに礦物分析の程度を考慮に入れ、 10.25 ± 0.10 億年を妥當とする。因に ThD/Th による計算は、種々の原因によつて變化が多い (Am. J. Sci. 248, 81-94, 1950) [渡邊萬]

ウラニウム含有海成層の特質 Mc Kelvey, V. E., Nelson, J. M.

海成黑色頁岩及び磷灰層は概 0.01-0.02% のウラニウムを含み、瑞典產明礬頁岩はその 0.5% を含み、その回収は實驗室的に成功を見ている。

U 含有黑色頁岩は有機物及び硫化物に富んで炭酸鹽類に乏しく、海成薄層に限られてゐる。U 含有礦物の種類は不明である。

磷灰及び頁岩中のその團塊は常に U を含み、その量は磷灰と共に増大の傾向にあり、多くは不整合面に沿つて海成の薄層に屬する。

この外若干の U は海藻砂金及び南阿の含金礦岩層中に含まれる。

畢竟ウラニウムの大部分は、有機物及び磷酸鹽類と共に半活性物質並に炭酸鹽類の沈澱に乏しかつた特殊に海底の微粒堆積物中に見出される。 (Econ. Geol. 45, 35-53, 1950) [渡邊萬]

コロラド高原のウラニウム含有砂岩 Fischer, R. P.

コロラド西部からユーター、アリゾナ兩州に亘る主として侏羅紀の砂岩中に屬するカーノタイト礦床は、米國最大の U.-Ra-V 礦床で、二三の特定の層準に沿つて、廣く點在する。このうち V 礦物は主として雲母状の細片を成して砂岩の粒を被い、或はその間隙を充填し、これに灰色乃至黒色を與えるが、この外黒色の酸化 V 及び色の鮮かな V 酸 Ca も存在する。U 礦物は主として鮮黃色のカーノタイトで、砂岩の間隙を充たす外化石木を交代する。礦床は層理に平行な板狀乃至レンズ狀を成すが必ずしも層理に平行せず、厚さ並に品位に富む。その成生は砂岩の沈澱後、弯曲前、地下水によつて行われたと信ぜられる。本礦床は 1891 年發見 R, 1910-23 年 Ra, 1924-36 V 年及 1937 年以來 V, を主目的して採掘せられ、平均 2% 以下の V_2O_5 と、0.25% の U_3O_8 を含み、今はも主目的とする。 (Econ. Geol. 45, 1-11, 1950) [渡邊萬]

第三系油砂中の二次礦物 Gilbert, C. M.

中、南部加州第三系(中新-始新統)油田のコアの長石質砂岩は 30-50% の長石を含み、二次の(自生)礦物として石英、曹長石、正長石、微斜長石、白雲石、方解石、銳鈦石、カオリナイト(?)、海綠石、重晶石及び黃鐵礦を認めるが、此等は初生的 clay matrix と共に石基を構成して居る。40 個のコアの試料について此等の二次礦物の成生關係を詳細な經顕鏡使用によつて求め、孔隙率、浸透率及び岩組構造との關係を論じてゐる。 (J. Geol. 57, 1, 1949) [加藤磐]

特殊ガラスに見られる熔岩類似の細胞状構造 Osborn, E. F.

NaF 、 TiO_2 及び SiO_2 の略等量の組成を有する光學用特殊ガラスの製造に當つて、冷却融体中の對流によつて生ずる細胞状構造 (cellular structure) が認められた。熔岩の構造の中で杏仁狀 (ellipsoidal)、表狀 (pillow) 或は球狀 (globular) 構造が、熔岩流の水平流動とそれに續く比較的急激な冷却によつて作られたものと考へられるこを、この種のガラスの構造から暗示される。 (J. Geol. 57, 1, 1949) [加藤磐]

ユール大理石中方解石の方位 Turner, F. J.

コロラド州の Yule Creek 產の大理石を人工的に變形してその岩組分析による原岩との比較を行づた。即ち、その光軸 $\{0112\}$ lamellae, $\{0112\}$ と $\{1011\}$ との交はる積, $\{0112\}$ と $\{0001\}$ との交はる稜, twin lamellae 内の光軸等について検した結果、方解石粒の空間格子の方位の性質から考へられることは $\{0112\}$ に屬する lamellae は恐らく twin gliding によるよりも寧ろ變形 (translation) によることを示し、又多くの lamellae は空間格子方位に原因し、後期の比較的隱かな變形の結果、形成されるものとみなされる。 (Am. J. Sci. 247, 9, 1949) [田口]

ユール大理石の壓縮による變形後の岩組變化 Knoff, E. B.

コロラド州ユール大理石について D. T. Griggs の行つた壓縮變形實驗 (20° 及び 150°C, 約 10000 気壓、乾燥空氣及び濕潤炭酸ガス中で) に於ける變形の前後の岩組分析をなし變形過程について述べてある。 (Am. J. Sci. 247, 7-8, 1949) [田口]

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

Apatite from Momiki, Kiuragi, Saga Pref	S. Hayashida and H. Gohara
Thermal studies on the lattice intergrowth of chalcopyrite in bornite (II)	A. Sugaki and N. Yamae
The pyrite and iron manganese minerals from the Hamayokokawa mine, Nagano Pref.	J. Kitahara
Mineral composition of banded iron ore of low grade metamorphism from Manchuria	G. Asano
Notice of the Society.	
Abstracts :	
Radium contents in ultrabasic igneous rocks.	
Uranium in pegmatite.	
Cementation of Tertiary reservoir sands, etc.	

Published bimonthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.